

## 1972年8月3日のひょう雲の構造と行動\*

清野 豁・小元敬男

国立防災科学技術センター第1研究部異常気候防災研究室

### The Structure and Behavior of a Hailstorm of 3 August 1972

By

Hiroshi Seino and Yukio Omoto

*National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo*

#### Abstract

Results of analysis of a hailstorm in the northern Kanto district, mainly in Gunma Prefecture, on 3 August 1972 is presented. The hailfall occurred twice at an interval of one hour. The observed maximum diameter of hailstones accompanied by the hailstorm was about 1.5 cm. The results revealed from the data of radar, raingauges and hail-recorders are as follows:

(1) Maximum rainfall existed in the southwestern part of the rainfall area accompanied by the storm.

(2) Hailfall also occurred in the southwestern part of the radar echo, and there was observed the maximum radar reflectivity.

(3) The storm moved  $12^\circ$  to the right of the mean wind in the 900- to 300-mb layer.

(4) Cyclonic rotation of the echo was revealed from detailed radar analysis.

(5) The vertical cross section of the hailcloud at about 10 minutes before the hailfall showed the maximum echo intensity of  $Z$  of approximately  $10^3 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$  being located in the 6- to 7-km level.

The structure and behavior of the storm are similar to those of the supercell storm pointed out by Browning (1964). However, judging from the radar echo photographs, the storm appears to be of a multicell type. Therefore, some of multicell storms may have their structures similar to those of supercell storms.

One of the interesting features of the storm is change of the echo shape on PPI scope. The direction of the long axis of the echo was E-W at 14 h 20 m, and after 15 minutes it changed into N-S. This transformation in shape occurred, when the eastern part of the echo decayed and new cells developed on the northern side of the most active portion of the main echo, and therefore, it was not the result of rotation of the echo axis.

\* この研究は特別研究「積雲対流がもたらす災害の発生機構に関する研究」の一環として行なわれたものである。

## 1. ま え が き

ひょう雲の構造と行動についての調査研究は、特にアメリカ合衆国において詳細に行われている。ひょうを降らせるほどに発達した対流系の中でも、スーパーセルストームと呼ばれる巨大単一細胞型の対流系は最も激しいものである。レーダースコープ上にあらわれるフックエコーは、このスーパーセルストームを特徴づけるものとしてこれまで多くの報告がなされている。フックエコーは Stout and Huff (1953) が初めて写真に記録し、のちに Fujita (1958) はこの記録を詳細に解析して対流系が回転していることを示した。その後このような対流系は多くの人々により観測され研究されてきたが、その中でも Browning (1964) はこの種の対流系の基本的な特徴をほとんど示し「スーパーセル」という名称を導入した。最近 Marwitz (1972 a, b, c) はひょう雲の構造と行動を総合的に取り扱い、(a) スーパーセル型、(b) マルチセル型、(c) 風のシアーを受ける場合にわけて論じている。

わが国におけるひょう雲の組織だった観測はこれまでほとんど行われておらず、被害発生地域で被害調査程度のものである。北関東は雷雲の発生頻度が高く、落雷や豪雨や降ひょうの災害がしばしばおこることで有名である。われわれは群馬県藤岡市に当センターの車載式レーダーを設置して、この北関東、特に群馬県北部山岳地帯に発生して平野部を通過し、降ひょうをもたらす対流系の観測を行っている。1972年度夏季の観測ではアルミ箔を用いた降ひょう記録計100台を、降ひょう発生頻度の高い平野部に設置して降ひょう分布調査を行った。なお記録計の設置と観測は群馬県農業共済連合会に委託した。

観測に使用したレーダーは、波長 3.2 cm, 尖頭出力 40 kw, ビーム幅 2° の円錐型ビームである。スイッチの切換えにより PPI と REI の二種の表示ができ、いずれの表示型式も等エコー装置を用いて等エコー強度線表示が可能である。レーダーエコーはバルスカメラによりフィルム上に記録される。1972年6月から8月にかけて行った観測データの中から、降ひょうをともなった8月3日のひょう雲の構造と行動を、レーダー観測、降ひょう分布調査、雨量分布の結果から解析を行った。雨量分布の資料は気象庁と群馬県の各雨量観測所の自記紙を使用した。

## 2. 気 象 概 況

図1は8月3日09時の日本付近の地上天気図である。日本の南海上に高気圧、日本海に低気圧の典型的な夏型の気圧配置であった。北関東では午前中から発達した積雲があらわれ始め、午後には最盛期となった。各地で雷雨が観測された15時の日本中部の地上天気図を図2に示した。図中の実線は等圧線を mb 単位で、点線は等温線を °C 単位で示したものである。ハッチした部分は東京管区気象台レーダーで14時58分に観測された北関東付近のレーダーエコーである。北関東付近には等温線の密な部分がみられる。館野における15

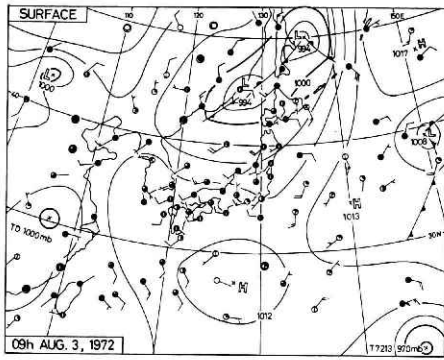


図 1 1972年8月3日09時の地上天気図

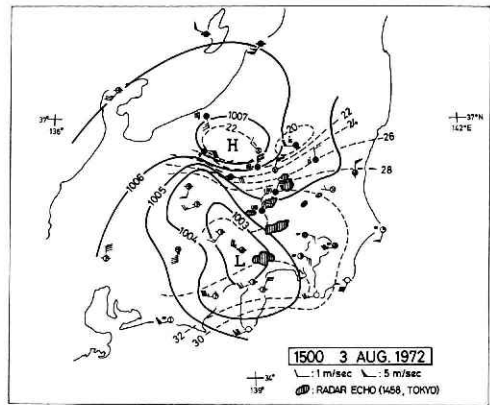


図 2 1972年8月3日15時の日本中部の地上天気図。ハッチした部分は東京管区気象台レーダー14時58分観測のエコーを表わす。

時の高層観測による、高さ1 km 毎の風のベクトルを図3に示した。また同図中に同時刻の900~300 mb 間の大気の垂直平均風ベクトル ( $V_m$ : 278°, 9 m/s) と、ここで取り扱うひょう雲の平均移動ベクトル ( $V_s$ : 290°, 12 m/s) も示した。

### 3. 観測結果

図4は藤岡に設置したレーダーにより観測されたひょう雲の移動を示したものである。13時24分に榛名山と赤城山を結ぶ線の北側に位置していたエコーは東南東へ移動し16時頃には栃木県南部で消滅した。残念ながらこの対流系の発生からかなり発達した13時24分までの移動の追跡はできなかった。この対流系は13時55分頃と14時45分頃の2回、狭い地域ではあったが降ひょうをもたらした。また14時30分前後のわずかに十数分間にPPIスコープ上の形状が横長型から縦長型に変化するという特異的な行動をみせた。先の図3に示したように、系の平均移動ベクトルは大気平均風より右へ12°偏向していた。

群馬県内の平野部を中心においた降ひょう記録計にこの2回の降ひょうは記録された。図5は1972年の降ひょう記録計の配置図である。丸

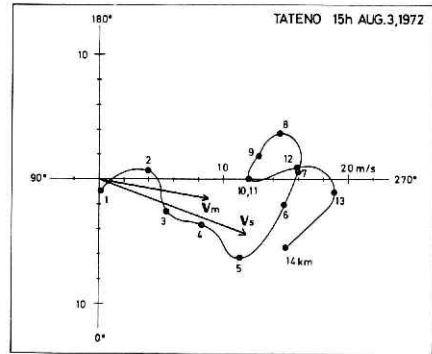


図 3 館野 15 時の高層観測による高度 1 km 毎の風の hodograph.  $V_m$  は同時刻の 900~300 mb 間の大気の垂直平均風ベクトル (278°, 9 m/s) を、 $V_s$  はひょう雲の平均移動ベクトル (290°, 12 m/s) を表わす。

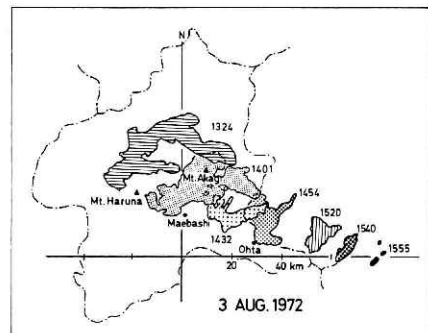


図 4 藤岡のレーダーに観測されたひょう雲の移動

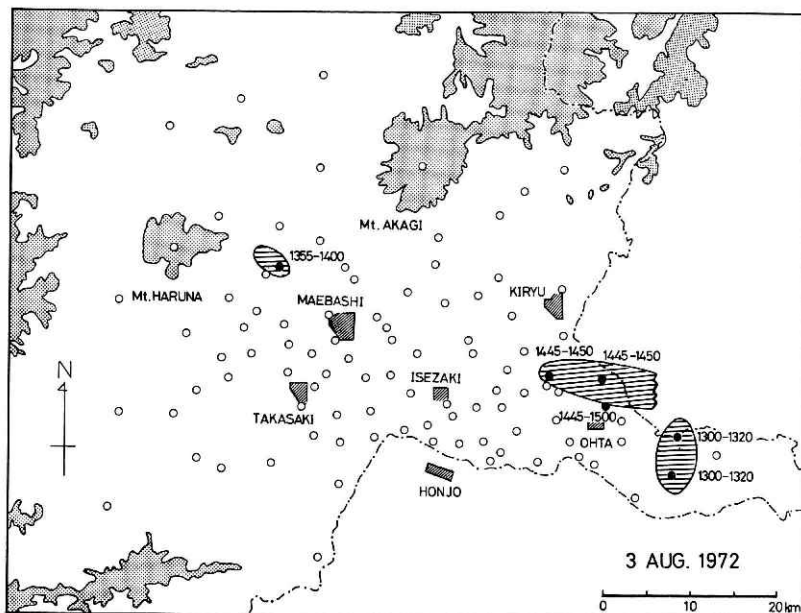


図5 1972年8月3日の降ひょう分布図。丸印はこの年に配置した降ひょう記録計の位置を示す。黒丸は降ひょうが観測された地点で横の数字はその観測時刻である。

印は記録計の位置を示し、点域と斜線域はそれぞれ標高1,000 m以上の地域と市街地を表わしている。黒く塗りつぶした丸印が降ひょうを観測した地点で、横の数字は観測時刻である。黒丸を囲む横線域は記録計の結果から推定した降ひょう域を表わしたものである。図4に示した対流系から、前橋の北西の榛名山南東麓に位置する吉岡村で13時55分に、太田市の北部で14時45分～15時00分に降ひょうが観測された。なお太田市ではその東部で13時00分～13時20分にも降ひょうが観測されているが、その時刻からみて別の系によるものであることが明らかである。吉岡村で発生した1回目の降ひょうは数mm程度の直径で密度が高く、太田市の北部で発生した2回目の降ひょうは前者よりやや大きく最大は直径1.5mmで密度は低かったことが記録計より得られた。

この対流系からの降雨量分布を群馬県内と栃木県の一部の雨量観測所の自記紙から、レーダーエコーの移動を考慮に入れて読み取りを行い雨量分布を求めた。図6はその結果を示したもので、白丸は気象庁、黒丸は群馬県の雨量観測所を表わし、等雨量線は2mm間隔で引いてある。降雨域の南西側には等雨量線の密な部分がみられる。これは後述するレーダーエコーの反射強度分布とよく対応している。この降雨はほとんどの場所で20分ないし30分間に降っており、最大は前橋の東に位置する上泉で17.5mmが記録されている。降雨域の南西側、すなわち対流系の移動方向からみて右側に最大降雨域が位置している。小元(1970)が1966年6月7日に発生した関東地方のひょう雲を詳細に解析した結果、豪雨域と降ひょう

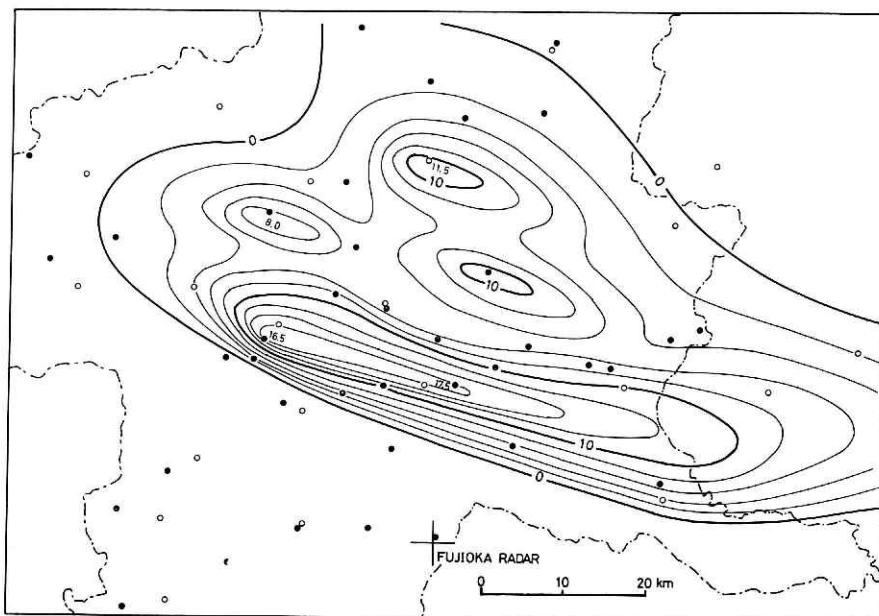


図6 ひょう雲にともなう雨量分布. 単位は mm である.

う域が Browning (1964) のいう SR ストームのモデルにある発生場所に一致していることが得られたが、ここで取り扱った対流系の強雨域と降ひょう域にも同様の結果が得られた。

対流系の移動にともなう各雨量観測所の雨量の時間変化をみるために、図6の雨量観測所から10分間雨量の読みとりが可能な28個所を選んだ。図7はそれらの位置を示したものである。図8はその結果で、観測点は図左上から右下へほぼ系の移動方向へ沿ってならべてある。黒く塗りつぶした部分がここで取り扱う対流系からもたらされた降雨である。榛名(群馬県)と上泉では10分間に16~17mmの強い雨が記録されている。これは1時間雨量に換算すると約100mmに相当し、レーダーエコーにISO 6 (レーダー反射因子  $Z \geq 5 \times 10^4 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ) の大きな反射強度が観測されていることによく対応している。

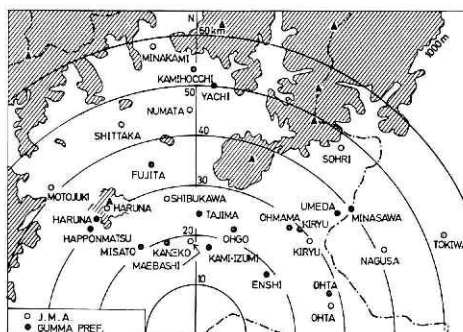


図7 10分間雨量の読み取りを行った雨量観測点の配置図. 白丸は気象庁, 黒丸は群馬県河川課の雨量観測所を示す.

この対流系は前橋・桐生の両地点をそれぞれ14時00分~14時30分, 14時30分~15時00分にかけて通過している。図9はこの地点の気温, 相対湿度, 気圧, 風向風速および降水量の時間変化を示したものである。系の通過にともない両地点とも降水にともなう冷たい下降流による気温の急降下と湿度の急上昇がみられる。また風向風速の著しい変化もみ

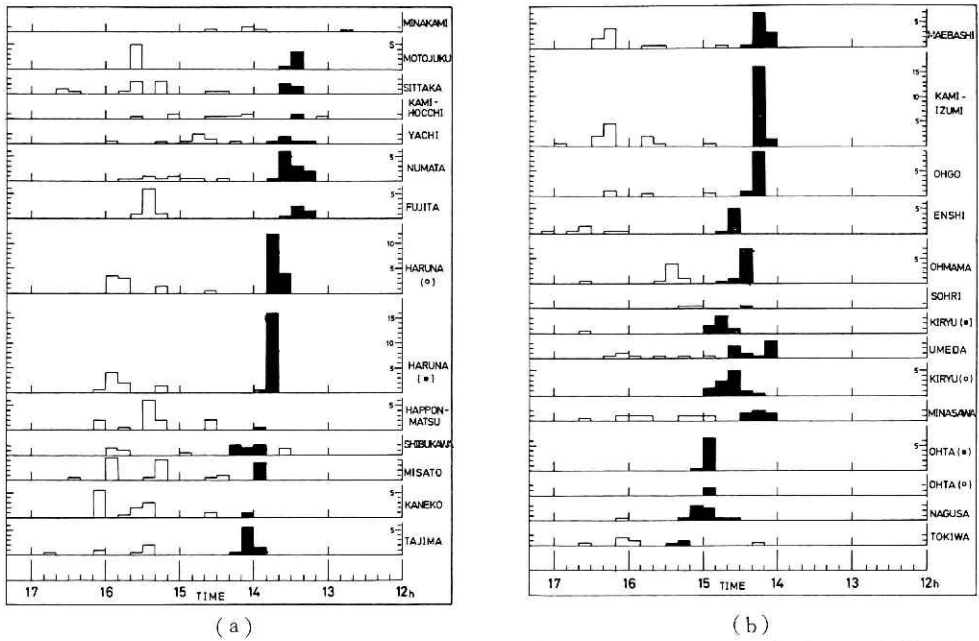


図 8 ひょう雲の移動にともなう 10 分間雨量の時間変化，黒く塗りつぶした部分がひょう雲にともなう雨である。単位は mm.

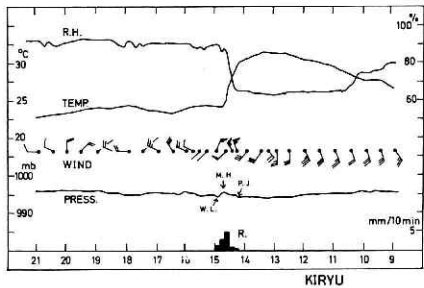
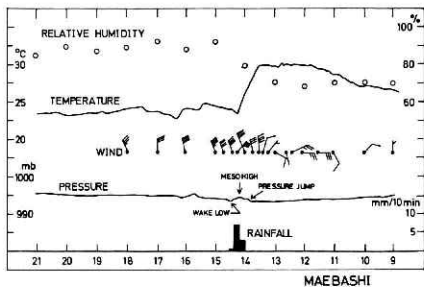


図 9 前橋と桐生における気象要素の時間変化

られる。なおここに示した気圧の値は白記紙の読み取り値をそのまま示したものであるが、よく知られているように雷雨系にともなうメソ高気圧とその背後に続くメソ低気圧による気圧の上昇とそれに続く下降がみられた。それぞれ図中矢印で示した。

このように降ひょう分布と雨量分布からみたこの対流系の構造は、従来報告されているスーパーセルストームに類似していることが示されたが、レーダーからみた系の構造と行動にも類似点がいくつか見いだされた。以下レーダーエコーの構造と行動につれてふれてみたい。

1 回目の降ひょうが発生する直前の 13 時 45 分に、等エコー装置を用いて観測した PPI エコーの合成図を図 10 に示した。以下に用いる等エコー強度表示 (ISO レベル) はレーダー反射因子  $Z$  ( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ) で表わすと表 1 の関係にある。図 10 のエコーは先の雨量分布図に対応してエコーの南西部に  $Z$  の強い領域が存在している。この形はアメリカ合衆国において観

表 1 等エコー装置の ISO レベル表示とレーダー反射因子 Z との関係

ISO level	Z mm <sup>6</sup> m <sup>-3</sup>
1	2.0×10 <sup>2</sup> or more
3	1.8×10 <sup>3</sup> or more
5	1.7×10 <sup>4</sup> or more
6	5.1×10 <sup>4</sup> or more
7	1.6×10 <sup>5</sup> or more

測されているスーパーセルストームと呼ばれる severe storm によくみられるものである (例えば Browning (1964), Marwitz (1972a) など). この Z の強い領域の位置

に相当する地上の降ひょう記録計に観測されたひょうは, ISO 5 で示されるこの部分からもたらされたものであることが推測される. またエコー内の ISO 1 の分布をみてわかるように, このエコーには東西方向に2本の軸を認めることができるが, 図 11 に示す 13時 26 分のエコーをみるとこれが別々の軸であったことがわかる. これが別個の対流系の併合によるものか, あるいは分裂によるものか, また初めからこの形であったのかどうかはこれ以前のデータがないので判断できない.

この対流系の移動方向が大気の平均風に対して右へ偏向していたことは先に述べたが, こうした対流系がそれ自身回転していることが従来報告されている (たとえば Fujita (1958), Fujita and Grandoso (1968), Charba and Sasaki (1971) など). そこで, このエコー内部の構造の変化を 13時 45 分~14時 00 分の 15 分間にわたって詳細に調べた結果, 図 12 に示すような運動が得られた. 13時 55 分に観測されたエコーの上に書き込んだ矢印は, C で示される系の動きに相対的なエコー各部の動きを示したものである. 丸印はこの時刻より数分

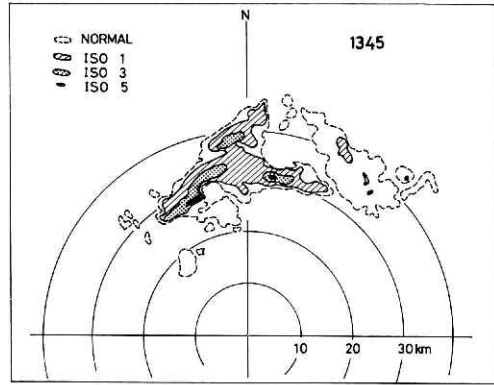


図 10 13時 45 分の PPI エコー. 1 回目の降ひょうはエコー南西部で 13 時 55 分に発生した.

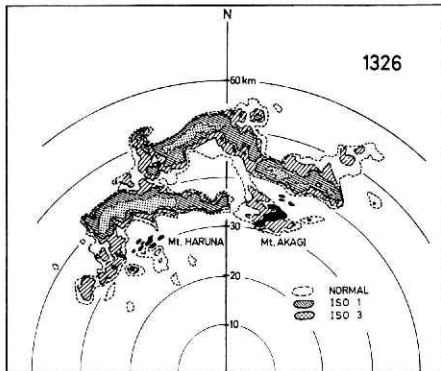


図 11 13時 26 分の PPI エコー.

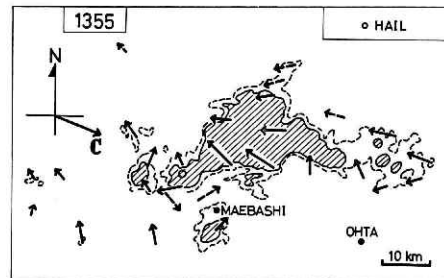


図 12 13時 45 分から 16 分間のエコーの内部構造の変化.

後に発生した降ひょうを観測した地点を表わしたものである。この降ひょう域、すなわち対流活動の最も激しい部分に図に示すような低気圧性の回転が見い出された。

この対流系の最も激しい部分の垂直断面を図 13 に示した。降ひょうがほぼ終了したと思われる 14 時 02 分の観測であり、図左側にその時の PPI 図と REI 方位を示した。エコー頂は約 12 km に達しており、レーダーから 18 km の距離に強い反射強度の領域が垂直にのび、南側（レーダー側）にその変化度が大きくなっている。反射強度の最も強い部分がエコーの下方に位置しているのは降ひょう後のためと思われる。

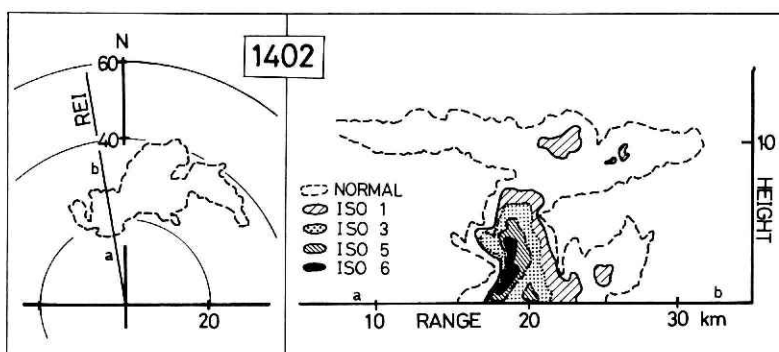


図 13 14 時 02 分の PPI エコー（左側）と REI エコー（右側）。PPI エコー図に REI 方位を示した。

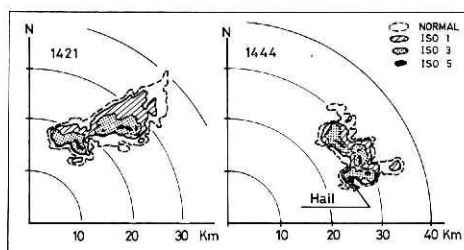


図 14 14 時 21 分と 14 時 44 分の PPI エコー。

1 回目の降ひょうが終ったあと、この系は特異的な行動をみせた。それは図 14 に示すように 14 時 20 分からわずかに十数分間に PPI スコープ上のエコーの形状が横長型（図左側）から縦長型（図右側）へ変化したことである。この原因はエコーの軸の回転によるものではなく、図 15 にみられるように、1 回目の降ひょうを発生させたこの系の最も激しい部分

（南西部）はそのまま残り、その東側がしだいに消滅していく一方、北側に新しいセルが発生して発達した結果縦長型になったことがわかる。従って初め南西部に位置していたエコーは縦長型になってもやはり南側にあり、1 回目の降ひょうが発生したと同じ部分から 2 回目の降ひょうが発生した（図 14 右）。この 2 回目の降ひょうは太田市の北部に設置した降ひょう記録計に記録された。

変形が終わった頃の 14 時 34 分のエコー南縁部の垂直断面を図 16 上に示した。先の図 13 に比較して 14 時 34 分の垂直断面はエコー南縁部の対流活動がさらに激しくなったことを物語っている。エコー頂は約 14 km に達し ISO 1 の領域は高さ約 13 km にまで分布して



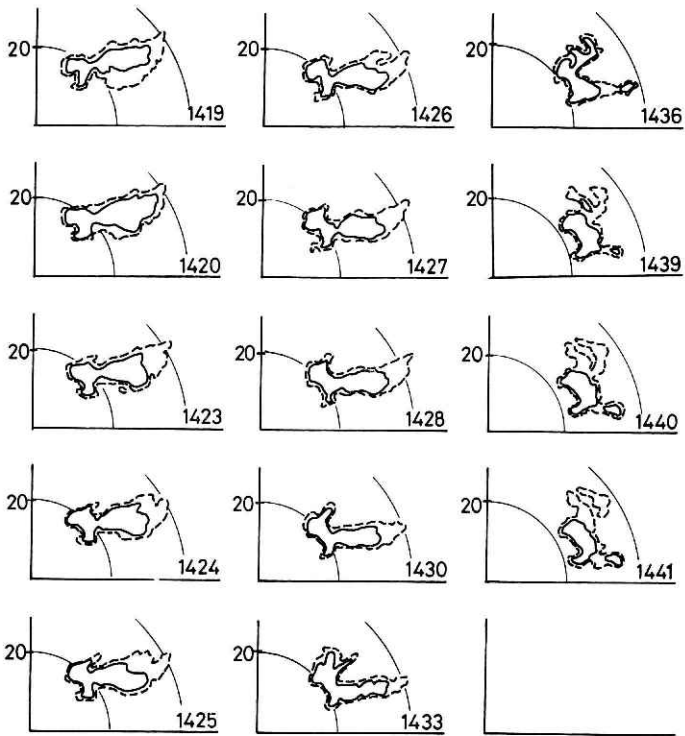


図 15 14 時 19 分~14 時 41 分の PPI エコーの変化。

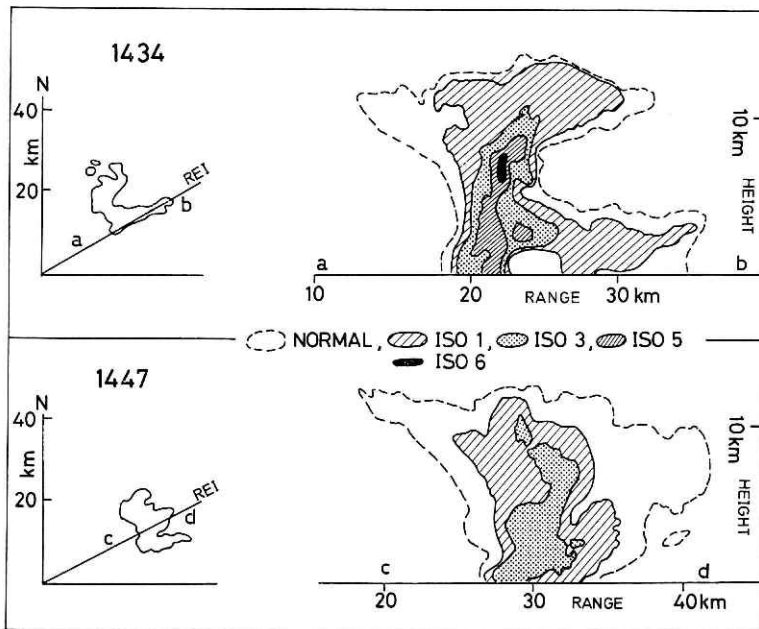


図 16 14 時 34 分および 14 時 47 分の PPI エコー (左側) と REI エコー (右側), PPI エコー図に REI 方位を示した。

いる。また ISO 3, 5 も図 13 よりさらに高くまで達しており、高度 6~7 km に ISO 6 の強い反射強度の領域が位置している。この部分にひょうが存在しており 10 分後に観測された降ひょうがここから地上に達したものとすれば、ひょうの落下速度は約 10 m/s となる。この落下速度は Douglas (1964) の報告したひょうの直径と落下速度の関係式によると直径約 5 mm のひょうに相当する。降ひょう記録計に観測されたひょうの大きさはほとんどこの程度の大きさであった。また Donaldson (1961 a) はアメリカ合衆国ニューイングランド州の雷雲のうち降ひょうをともなう場合には、そのレーダー反射強度の最大域は高さ 5~6 km に位置していたことを報告している。図 16 はこの対流系の構造がアメリカ合衆国において観測されている severe storm に類似していることを示している。図 16 下は 2 回目の降ひょうが発生している時刻のエコー中央部の垂直断面である。図 16 上の南縁の垂直断面に比べると反射強度の分布は高さ強度とも弱い。

#### 4. 結 論

1972 年 8 月 3 日北関東に発生したひょう雲を、群馬県藤岡市に設置したレーダーの写真記録と、同県平野部 100 個所に配置した降ひょう記録計、それに同県内と隣接する栃木県の一部の雨量観測所の自記紙を用いて解析した。この対流系の発生から消滅までの時間は約 3 時間であったと推定されるが、その間に狭い範囲ながら 2 回の降ひょうをもたらした。PPI スコープ上の形状を横長から縦長へ変えるという特異的な行動を示した。この変化は 1 回目の降ひょうが終わったあとでおこったが、最初の降ひょうをもたらした部分、つまりこのエコーの最も激しい部分はそのまま残り、その東側がしだいに消滅する一方、最も激しい部分の北側に新しいセルが発達した結果であることがレーダー写真記録より得られた。この他にレーダー観測、雨量分布および降ひょう分布の結果を解析し、次のような特徴がみられた。

- a) 最多雨量域は降雨域の南西部、すなわち系の移動方向の右側に位置していた。
- b) 降ひょうはレーダーエコーの南西部、すなわち系の移動方向からみて右側で発生した。
- c) 系の平均移動方向は 900~300 mb 間の大気平均風の右 12° に偏向していた。
- d) レーダーエコーの南西部、すなわち対流活動の最も激しかった領域にエコーの低気圧性回転が見い出された。
- e) 降ひょうが発生する直前のエコーの垂直断面観測によるとレーダー反射強度の最大域は 6~7 km の高度に位置していた。

これら a)~e) の特徴はアメリカ合衆国において観測されているスーパーセルストームと呼ばれる severe storm の特徴に類似している。スーパーセルストームはレーダースコープ上にあらわれるフックエコーで特徴づけられるが、この対流系のレーダーエコーには明瞭な形であらわれなかった。またこの対流系はスーパーセルストームに類似した特徴を示してい

たにもかかわらず、レーダーエコーの写真記録はこの対流系が複数のセルをもった構造であったことを示していた。このことはマルチセルストームの一部にはスーパーセルストームと同じような構造をもったものがあるということを示していると言える。

## 謝 辞

雨量分布の解析に使用した雨量計自記紙のコピーを提供していただいた群馬県河川課と、レーダー観測に多大の便宜をはかっていただいた藤岡市および藤岡農業改良普及所に感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) Browning, K. A. (1964): Air flow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the wind. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.
- 2) Charba, J. and Y. Sasaki (1971): Structure and movement of the severe thunderstorms of 2 April 1964 as revealed from radar and surface mesonet network data analysis. *J. Meteorol. Soc. Jap.*, **49**, 191-214.
- 3) Donaldson, R. J., Jr. (1969 a): Radar reflectivity profiles in thunderstorms. *J. Meteorol.*, **18**, 292-305.
- 4) Douglas, R. H. (1964): Hailsize distribution. *11th Weather Radar Conf., Am. Meteorol. Soc.*, 146-149.
- 5) Fujita, T. (1958): Mesoanalysis of the Illinois tornadoes of 9 April 1953. *J. Meteorol.*, **15**, 288-296.
- 6) Fujita, T. and H. Grandoso (1968): Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical model experiments. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 416-439.
- 7) Marwitz, J. D. (1972 a): The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 166-179.
- 8) Marwitz, J. D. (1972 b): The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 180-188.
- 9) Marwitz, J. D. (1972 c): The structure and motion of severe hailstorms. Part III: Severely sheared storms. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 189-201.
- 10) 小元敬男 (1970): 関東甲信地方の降ひょうについて (2). *農業気象*, **26**, 91-100.
- 11) Stout, G. E. and F. A. Huff (1953): Radar records Illinois tornadogenesis. *Bull. Am. meteorol. Soc.*, **34**, 281-284.

(1975年6月7日原稿受理)